林試研報 Bull. Gov. For. Exp. Sta. No. 270, 1975

簡易弾性波探査器による流域保水容量の推定法

菊 谷 昭 雄[(1)]・真 島 征 夫[(2)]・服 部 重 昭[(3)]

Akio Kikuya, Yukio Mashima and Shigeaki Hattori :

Estimating Method of Maximum Water-Holding Capacity in Shallow Soil in a Watershed by Portable Seismic Prospecting Equipment

要 旨：山地流域の比較的浅い土層中で生起する水の動きは，とくに降雨中あるいは降雨直後の流出に重要な関係をもつものと考えられる。したがって，土層中の水の移動や保水容量などの定量的な測定方法の確立がのぞまれている。

この報告では，簡易弾性波探査装置を用いて，一流域の比較的浅い土層の深さと，その部分の総孔隙量（この量を単位面積あたりの水高に換算したものを保水容量とよぶことにする）を土壌を伝播する弾性波速度の測定から推定することを試みた。その結果，いくつかの仮定のもとに近似的ではあるが，林地土壌の絶乾密度と弾性波速度との間に関連を見い出すことができた。その後，この推定された絶乾密度と土層深分布図から，一流域全体の平均的な保水容量の推定が可能であることを示した。

従来，この種の測定には，土壌断面を作り円筒による採土によって測定されてきた。これが点の測定であるのに比較して，この報告の方法ではある程度の広域的，面的な調査ができ，土層深で4〜7 m 程度の範囲内の測定ができる。しかも，土壌をあまり攪乱しないで，同一場所での再測定ができる。しかし，林地において得られる走時曲線の解析には，なお検討の余地があるし，推定された保水容量を実用的に考えるときには，ある程度の時間を考慮に入れた動的なもので定義した方がよいと考えられるが，これらは今後の研究課題と考えている。

1. はしがき

山地流域における水循環現象のなかで，土層中の水文現象に関する既往の資料は比較的少なく，土層中の水分の動き，保水量などについて不明な点が多い。したがって，森林あるいは林地の理水機能の解明には，山地流域の流出に関連する流域因子の一つとして流域の土層状態，土層の保水容量の定量的な調査方法の確立が要望されている。

現在までにおける山地流域の保水容量の調査・研究をみると，定量的にとりあげたものは少なく，流域出口における流出量と流域降水量との差から検討されてきた。中野ら[6)]の中性子水分計および γ 線密度計による保水容量の定量的な測定があるが，山地における測定には解決しなければならない問題点が多い。

ここでいう保水容量とは，単位面積あたりの土壌の総孔隙量を水高に換算した値と全く同じ意味であり，土壌が絶乾状態のときに含みうる最大水高のことである。したがって，最大容水量(maximum water holding capacity)と同義語である。実際の土壌中の水分は，総孔隙量は同じでも，孔隙の大小によって保持される水分量は異なるものである。なお，保水容量という語を実用的に考えるときは，時間を考えに入れた動的なもので定義した方がよいが，これは今後の研究課題と考えている。

近年，物理探査装置のうちで，弾性波による探査装置が従来のものより小型・軽量で簡便なものが開発

1974年8月13日受理
(1)(2)(3) 防災部

され[7]，実用化されてきた。この種の装置を用いて測定された例では，土木関係の地盤調査以外に，山田ら[12]の鉄道路線の切り取り面の崩落災害に対する診断法や，福田[3]の林道機械施工の難易に関連する岩質の程度を知るための弾性波伝播速度による判定法などの研究がある。山地における測定例では，BURROUGHS ら[1]の簡単な報告があるだけである。筆者らは，この種の装置を用いて，山地流域の比較的浅い表層土壌の，弾性波伝播速度を測定して得られる走時曲線の解析によって，土層深を求め，流域全体の土壌体積・孔隙量の推算より保水容量の推定法の確立を試みた。

この調査法の可能性については，当場防災部中野治山科長のご助言をいただき，調査には防災部理水第1，理水第2研究室，宝川試験地の全室員のご協力を得た。ここに感謝の意を表する。また，この調査の計画・立案および，後述する一時保留雨量の解析に努力されていたが不幸急逝された，もと理水第2研究室長故杉山利治氏に感謝の意を表するとともに同氏のご冥福を祈るものである。

2.　測定装置および測定方法

本調査に使用した測定器は測機舎製弾性波測定装置（サイズモカウンター）で，本器の電気的な回路構成および付属品の構造については，前記文献[3][7]およびサイズモカウンター取扱説明書[10]に詳細な説明があるので省略するが，留意点は次のとおりである。

林地では一般に表層が軟弱であり，重量約3.5 kg のハンマー（起震装置）で地表に置いた円板をたたいて震動を与えると，円板が地中へめりこみ，同一地点での数多い起震がむずかしいため，発信側（PUⅠ），受信側（PUⅡ）ともピックアップを用いる方法を採用した。また，ピックアップを地表に固定するアダプターピンは，在来のものでは長さが短く，地表土壌が軟弱で固定が不安定であるため，長さ 30 cm，直径 3 cm の鋼製のものを作り使用した。

弾性波探査器による測定方法（屈折法）は，地表面に一直線に測線を設定し，PUⅠ，PUⅡ をその測線に沿って，ある間隔をおいて地表に固定する。PUⅠ 側の地表を前記起震用ハンマーでたたき弾性波動を地表面に与え，PUⅡ に弾性波（縦波第1波）が到達するまでの時間を計測し（本器ではデジタル・ランプ表示），その後，PUⅠ を測線上をある一定距離ごとに離して同様のことをくりかえす。計測時間と PUⅠ，PUⅡ 間の距離から走時曲線を求め，地表下の土層の弾性波伝播速度および公式（$d_1 = x_1/2 \cdot \sqrt{(v_2-v_1)/(v_2+v_1)}$，$d_1$：第1層の土層深，$x_1$：臨界距離，$v_1$, v_2：第1層および第2層の弾性波速度）により土層深を算出し，地層の状態を知ろうとするものである。本器の測定方法については福田の報告[3]に詳細に述べられている。

林地における1回の測線長は，起震エネルギーの減衰がはげしく，感度を上げても条件のよい場所で 20〜25 m，通常の林地では 15〜20 m 前後で弾性波が PUⅡ に信号として到達しなくなる。また，判明する土層深は一般に測線長の 1/3〜1/4 といわれているので，大きく見積もっても 8 m，通常の林地では 4〜7 m 程度の浅い部分しか判明しないことになる。より深い層の探査には，起震装置の改良が必要であり，その報告もある[3][10]。

3.　予 備 調 査

林地表層土壌（主として表層第1層，すなわち，走時曲線において直線が最初に折れ曲がるまでの土壌層）の弾性波速度はどの程度の値を示すものか，予備的な調査をかねて，河津（静岡県），中之条，安中，

林試宝川試験地（以上群馬県），林試浅川実験林（東京都）の5か所で測定した121例について，速度分布を示すと Fig. 1 のとおりである。土壌中の含水状態，礫などの含有状態の差異によって速度は変化するが，250～350 m/sec を示す土壌が全体の約60%で，一般林地の表層土壌は大約この程度の値であることがわかる。250 m/sec 以下の低速度を示した土壌は関東ローム層で土性は埴土および埴壌土で腐植に富んだ根の多い土壌であった。またやや高速度を示した土壌は転石混じりの表土であった。
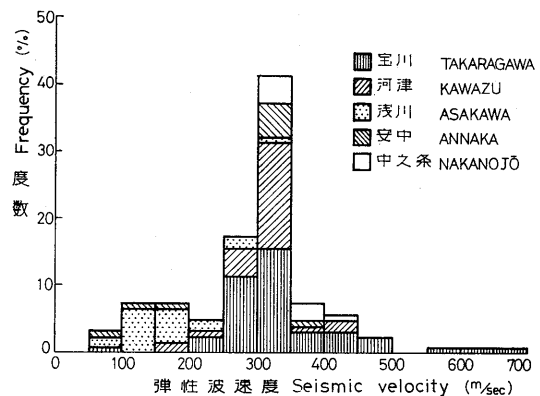
Fig. 1　林地表層土の弾性波速度分布
Frequency distribution of seismic velocity in forested shallow soil layer.

このように林地の表層土は，一般に空中音波より遅いのが大部分を占めるので，測定には十分注意を必要とする。本装置のピックアップは直接の空気波に対しては，空気にさらす表面積が小さく鈍感である[3]が，測定点間が近距離の場合に，ハンマーで地表に置いた鉄製円板をたたくと，その音波がピックアップにはいる場合もあった。

つぎに，走時曲線の解析から算出された土壌深を速度層界深とし，それとA層，B層などの層位によって区分した土壌層界深との比較を示したのが Fig. 2 である。調査地は前記した安中，中之条，宝川，浅川の4か所で，安中，中之条ではボーリングで土層深が判明している場所，宝川と浅川では土壌断面を作って，土壌調査方法にしたがってA層，B層などの層界深を測定した。

この調査によると，偏差は大きいが，平均して約20%ほど速度層界深の方が大きい結果が得られた。もちろん，土壌層界があるにもかかわらず，速度層界が得られない場合もあった。弾性波の伝播速度は媒質（土壌）の密度，ヤング率，ポアソン比によって変化し，速度層界はそれらの因子によって得られるもので，観察された土壌層界深とは一致しないこともありうる。流域保水容量を弾性波探査法で推定する場合には，測定しうる物理量は土壌中の弾性波伝播速度のみで，それより土層深，土壌の密度，孔隙量を推定するので上記の差異はこの調査の目
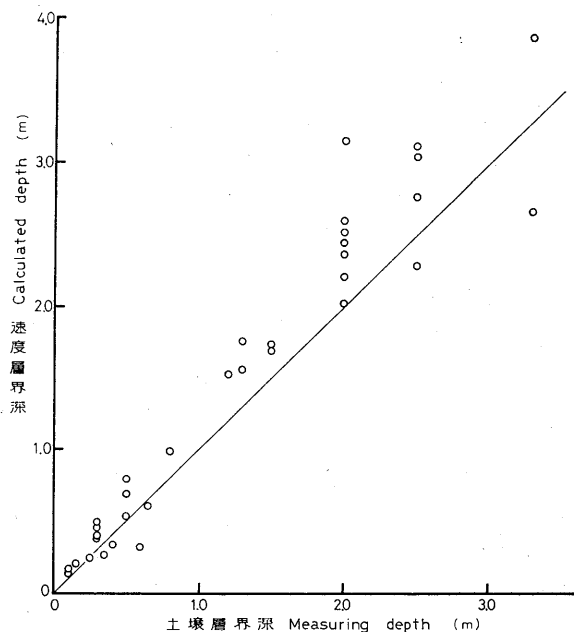
Fig. 2　速度層界深と土壌層界深との関係
Relation between calculated depth from seismic time-distance curve and measuring depth of soil layer.

的にはあまり考慮する必要はないであろう。

4.　流域保水容量推定の試み

弾性波探査器を使用して，林地の保水容量を推定する方法を Fig. 3 に示した。この図にしたがって実際に調査・推定した例を示すと，つぎのとおりである。

1)　調査対象流域

モデル流域として林試宝川森林理水試験地，初沢の1号沢，2号沢とした。調査流域を Fig. 4，5 に示す。面積は1号沢 6.48 ha，2号沢 4.42 ha で両沢とも，ほぼ南向きの急斜面で，森林はブナを主とする天然林で，ナラ，カエデ等を混生し，土壌は一般に壌土，砂壌土である。1号沢は土壌深が厚く，2号沢は薄いと考えられている流域である。また，2号沢は本調査の直前に皆伐された流域である。

2)　測 線 配 置

Fig. 4 (a)，Fig. 5 (a) 中に点線で示すように測線を配置した。沢筋測線（縦断）とその測線上で斜距離で1号沢は 100 m ごと，2号沢は 50 m ごとに右岸と左岸へ等高線沿いにはいる測線（横断）を配置した。

全測線延長は1号沢で 1,058 m であったが，2号沢では測線が配置できたのは流域下部のみ（延長 720 m）で，上部は露岩地が多く，急傾斜で測定が困難であったため土壌深のみを実測した。測線は必ずしも連続しておらず，地形の凹凸，立木，その近傍などはさけて配置した。いま，測線密度を（測線延長）/（流域面積）で表わすと，1号沢では 0.016 m/m² であった。この値は測線密度としては小さく，より正確な等速度線，等土層深線（後述）を求める場合には，測線密度を大きくした方が好結果が得られると思われる。また，第2層の傾き（地表面に対して）を調べるために，これらの測線上を往復測定した。

3)　弾性波速度の測定・走時曲線の解析

この調査では，測線上 2 m 間隔で PU I を移動して測定し，表層土層深が浅いと思われる場所では PU II に近いところで，0.5 m 間隔にした場合もあった。また，地形が極端に起伏の大きい場所ははぶいて測線を延長した。

走時曲線図の解析から地下の地層状態を知るには，かなりの経験が必要であった。ピックアップの設置条件の不良，測線上で地表下の目に見えない樹木の根系の影響などをうけて，往復測定において走時の終点が同一時間にならないことが多かった。また，表層土壌の軟弱による起震打撃点直下の条件，表土中の岩石，礫などの混入によって測定値はかなり偏差が大きかったが，表層第1層の速度値と深さに関しては多くの測定値が得られた。第2層の速度および深さについては，解析が困難な場合があって不明な点が多かった。したがって，この報告では表
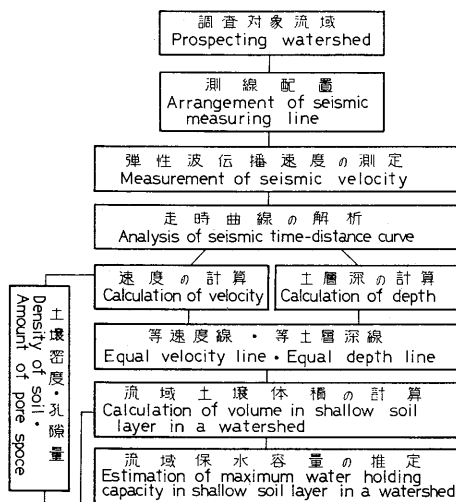
Fig. 3　弾性波探査器による流域保水容量の推定法
The flow chart for estimating method of maximum water holding capacity in shallow soil layer in a watershed by means of portable seismic prospecting equipment.

（a）　等速度線図
（b）　等土層深線図
（単位：m）
点線は測線の位置。
（a）　Map of equal velocity line.
（b）　Map of equal depth line (Unit : m).
Dotted lines are location of measuring line.
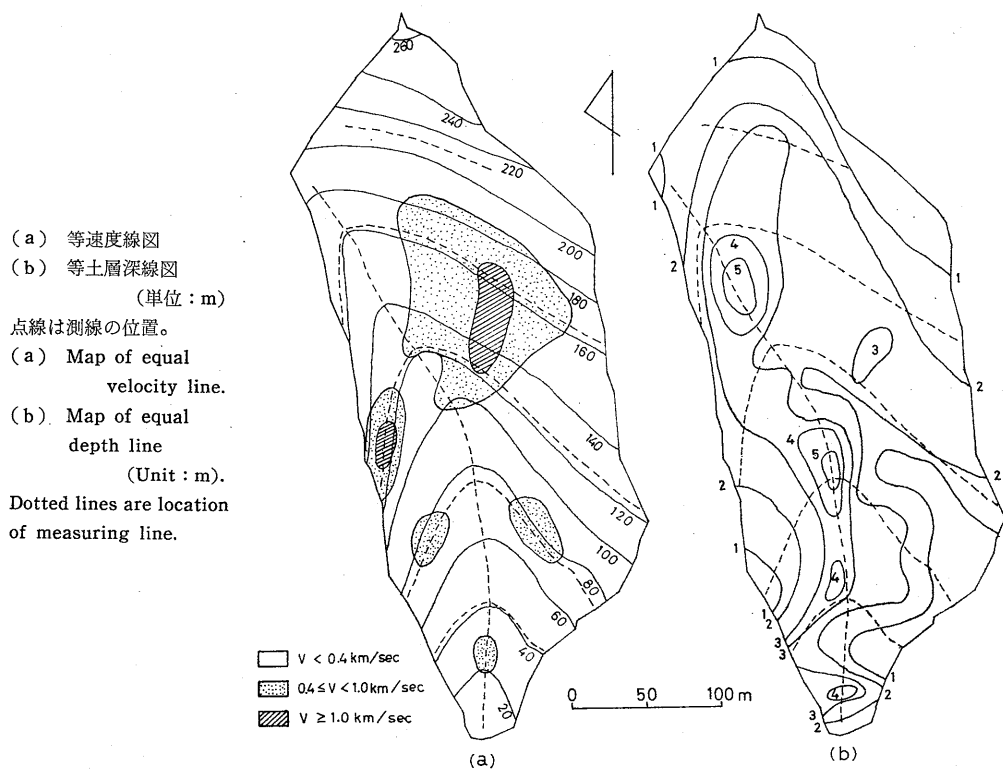
Fig. 4　宝川，初沢・1号沢流域
No. 1 watershed, SHOZAWA, TAKARAGAWA experimental watershed.

（a）　等速度線図
（b）　等土層深線図（単位：m）
├┼┼┼┼┼┤ は土壌深実測位置，
他は図-4と同じ。
（a）　Map of equal velocity line.
（b）　Map of equal depth line (Unit : m).
├┼┼┼┼┼┤ Measuring location of soil layer depth. Another ones are same in Fig. 4.
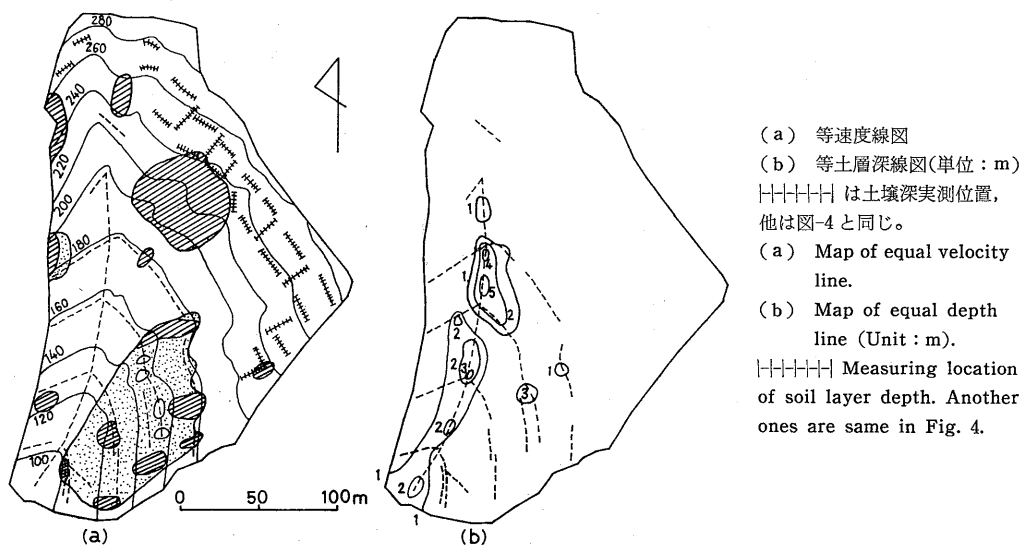
Fig. 5　宝川，初沢・2号沢流域
No. 2 watershed, SHOZAWA, TAKARAGAWA experimental watershed.

層第1層のみについて解析を試みた。

4)　弾性波速度・土層深の計算および等速度線・等土層深線図

走時曲線の解析の結果，判明した土層中の弾性波伝播速度，および前述した公式によって計算された土層深を，流域図上に記入して等速度線図，等土層深線図を Fig. 4 (a)，(b) (1号沢)，Fig. 5 (a)，(b) (2号沢) 中に示した。2号沢で土層深を実測した場所の速度は 0.4 km/sec 以下と仮定してある。これらの図は表層第1層についてのみ示したが，速度および土層深が不明なところがあり，この場合には付近の判明した測線から推定した。

等速度線は，速度を 0.40 km/sec 以下，0.4～1.0 km/sec，1.0 km/sec 以上の3段階，等土層深線は 1 m ごとに区分して示してある。区分の方法については理由はないが，よりよい推定のためには Fig. 1 に示した速度分布図を参考にして区分すべきであろう。

5)　流域土壌体積の計算

Fig. 4，5 から，それぞれの流域ごとに，プラニメーターで速度値別，土層深別に面積を求め，それより土壌体積を求めたのが Table 1 である。

総面積については，それぞれの流域で測定誤差があり，また，土壌体積の計算には水平面積に土層深の平均深 (0～1 m ならば 0.5 m) を乗じて計算したものであるから，実際の土壌体積（斜面積×平均深）とは相異する。これらの流域の平均傾斜は約 25° であるから，実際の体積はこれよりも 10% 程度大きいものと思われる。

6)　土壌の弾性波速度と土壌密度・孔隙量

流域土壌の保水容量を定量的に求める場合には，土壌の理学的性質，とくに密度や孔隙量とその土壌の弾性波速度との関係を求める必要がある。

一般に土壌の組成は土，その他の固体部分と水，空気から成りたっており，土の実質部分の弾性波速度は母岩から推定して大体 2～3 km/sec 以上，水は 1.5 km/sec，空気は 0.33 km/sec ぐらいであるのに対して，林地での土壌の示す速度は普通 0.3 km/sec，軟弱土壌では 0.1 km/sec 以下という非常に小さい値が得られる。結局，土壌は多くの孔隙を有し，粒子間の接触点を通じて縦波の応力の伝達が行なわれ

Table 1. 宝川，初沢1・2号沢の
Volume of shallow soil layer in No. 1 and No. 2 watersheds,

深さ Depth (m)	総面積 Total area (m²)		総体積 Total volume (m³)		0.4 km/sec 以下		
					速度 Velocity (km/sec)		体積 (m³)
	1号沢 No. 1 wa.	2号沢 No. 2 wa.	1号沢 No. 1 wa.	2号沢 No. 2 wa.	1号沢 No. 1 wa.	2号沢 No. 2 wa.	1号沢 No. 1 wa.
露岩地 Exposed rock	—	5,801	—	—	—	—	—
0 ～ 1	8,726	33,957	4,364	16,979	0.33	0.22	4,285
1 ～ 2	17,234	3,161	25,851	4,742	0.31	0.23	20,547
2 ～ 3	21,953	1,041	54,883	2,603	0.30	0.28	33,275
3 ～ 4	9,392	107	32,873	375	0.30	0.16	29,698
4 ～ 5	3,424	45	15,408	203	0.30	0.26	15,408
5 ～	890	87	4,895	480	0.31	0.27	4,895
計・平均 Total・Average	61,619	44,199	138,274	25,382	0.30	0.23	108,108

ているものと考えられ，土粒子間，土と水，土と空気，水と空気などの連結状態が土壌の弾性波伝播速度を決めることになると考えられる[8]。

土壌中の水分や，礫などの含有量，あるいは連結状態などを含めた統一的な表現値と速度との関係を求める必要がある。このために，前記宝川および浅川で，測線下の表層土壌の速度を測定し，土層深が判明した後，測線上のほぼ中央部において土壌断面を作り，速度値が判明した層より土壌を採取し，採取時の密度 ρ_w，絶乾時の密度 ρ_s を測定し，速度 v と ρ_w，ρ_s との関係を求めた。しかし，非常にバラッキが大きく，確かな関係が得られなかった。さらに，速度 v と孔隙率 P，間隙比などの因子との関係も同様に確かな関係が得られなかった。

一般に弾性波速度（縦波）v は

$$v=\sqrt{(E/\rho)\cdot\{(1-\sigma)/(1+\sigma)(1-2\sigma)\}}\cdots\cdots(1)$$

で示される。ここで E は媒質のヤング率，σ はポアソン比，ρ は密度である。σ は1/2よりも大きくなることはなく，一般の地殻では $\sigma=1/4$ ぐらい[2]，赤土の測定[11]では0.15～0.30である。したがって，$\sigma=1/4$ とすると（1）式の根号内の右方は1に近いので，（1）式は $v=\sqrt{E/\rho}$ で表わすことができる。E，ρ は土壌の場合，土，水，空気，礫などの含有量で変わってくるものである。

$v=\sqrt{E/\rho}$ より $\rho v^2=E$ となり，ρv^2 を $\rho_w v^2$ または $\rho_s v^2$ とすると，この値はヤング率と等価と考えられる[9]。そこで，$\rho_s v^2=E_s$（絶乾状態のヤング率）として v と E_s との関係を示すと，Fig. 6 のようになった。計算された E_s の値は図からわかるように 10^7～10^9（C. G. S.）の範囲の値を示し，従来得られている土のヤング率と比較すると同程度の値が得られた。しかし，この図の測点はかなりの偏差を示している。この偏差は $E_s=\rho_s v^2$ の関係から当然 ρ_s の相違による偏差である。ρ_s が小さいほど下方へ偏位し，大きいほど上方へ偏位することがわかる。いま，便宜上 $\rho_s=0.89\,g/cm^3$ 以下と $0.90\,g/cm^3$ 以上に区分して図示すると，明らかに $\rho_s=0.89\,g/cm^3$ 以下の土壌は下方にプロットされ，上記の事実を示している。また，ヤング率 E は土壌の含水量によって，その値が大きく変化することが知られている。v は測定時の速度であるので，含水状態の土壌の速度を示し，これと E_s とを対比すれば，含水量の相違による効果が検討できるはずである。Fig. 6 で検討したところ，容積比で示した含水率が45%以上の測点のほ

表 層 第 1 層 の 土 壌 体 積
SHOZAWA, TAKARAGAWA experimental watershed

Volume	0.4～1.0 km/sec				1.0 km/sec 以上			
	速度 Volocity (km/sec)		体積 Volume (m^3)		速度 Velocity (km/sec)		体積 Volume (m^3)	
2号沢 No. 2 wa.	1号沢 No. 1 wa.	2号沢 No. 2 wa.	1号沢 No. 1 wa.	2号沢 No. 2 wa.	1号沢 No. 1 wa.	2号沢 No. 2 wa.	1号沢 No. 1 wa.	2号沢 No. 2 wa.
—	—	—	—	—	—	—	—	—
14,617	0.44	0.72	79	2,362	—	—	—	—
4,676	0.50	0.77	5,304	66	—	—	—	—
2,603	0.49	—	16,733	—	1.45	—	4,875	—
70	0.49	0.64	3,175	305	—	—	—	—
203	—	—	—	—	—	—	—	—
480	—	—	—	—	—	—	—	—
22,649	0.49	0.71	25,291	2,733	1.45	—	4,875	—
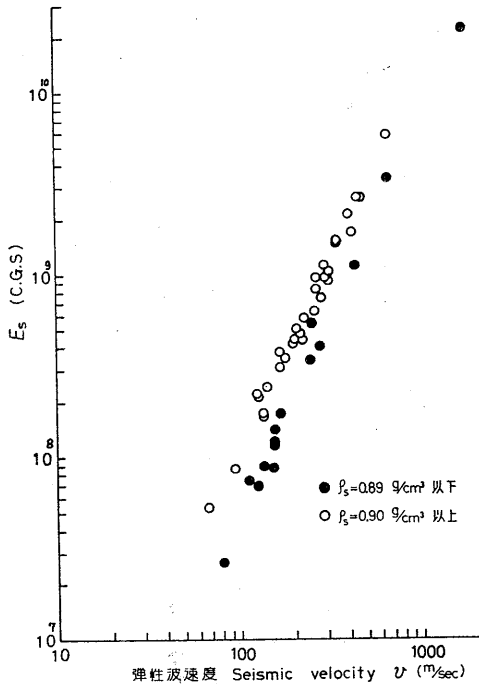
Fig. 6　土壌の弾性波速度と E_s との関係
Relation between seismic velocity and E_s of soil.

とんどは $\rho_s=0.89\ \mathrm{g/cm^3}$ 以下の測点と一致する。したがって，前述した ρ_s と v との関係で，偏差が大きいのは含水率による影響が大きく加わったものであろうと考えて，容積比で示した含水率 (W) で 45% 以上と以下に区分して示すと Fig. 7 のようになった。含水率 45% で区分できる理由については今のところ説明できない。

ρ_s と v との実験式は次のようになった。

含水率 45% 以下　　$\rho_s=0.886\,v^{0.046}$……(2)

含水率 45% 以上　　$\rho_s=0.179\,v^{0.206}$……(3)

両対数にとった場合の相関係数は，(2) 式で 0.1596, (3)式の場合では 0.7646 で，有意水準 0.05 で前者は有意にならず，後者は 0.01 で有意であり，また，回帰の有意性も 0.01 で有意であった。

前にも述べたように，この推定法で測定しうる量は弾性波速度のみであり，含水率は測定されないので，どちらの式を用いるかは問題であるが，一般林地では降雨中あるいは降雨直後をのぞけば重力水が流出して，保持されている水分量はいわゆる圃場容水量の近辺であろう。真下の報告[5]のデータによると，任意に採取した土壌の採取時水分量の平均 pF 価は 2.1 ぐらいで，同じ報告の pF 価 2.0 の容積比の平均は 48.0% となった。したがって，本調査の場合でも含水率 45% 以上の (3) 式を使用することにした。

含水率 45% 以下の比較的乾燥した土壌について，ρ_s と v との明確な関係が得られなかった理由については，今のところ説明できない。測定された密度の範囲のせまいこと，採土の際の種々の誤差がこのような結果をもたらしたものであろう。ρ_s と v との関係については今後さらに検討しなければならないであろう。
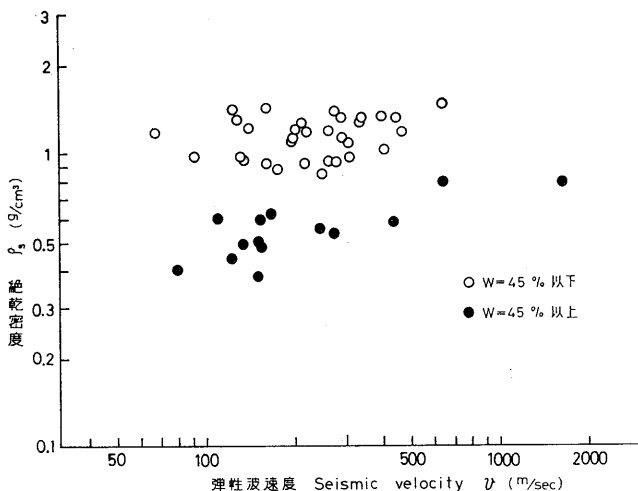
Fig. 7　土壌の弾性波速度と絶乾密度との関係
Relation between seismic velocity and dry density of soil.

ここで，絶乾密度 ρ_s を用いたのは，土壌の孔隙率 P は $1-(\rho_s/\rho_0)$ で求められるからである。ここで ρ_0 は土壌の真密度で，細土では $\rho_0=2.2\ \mathrm{g/cm^3}$，礫では大体 $2.7\ \mathrm{g/cm^3}$ であるが，一般土壌では平均すれば $2.5\ \mathrm{g/cm^3}$ ぐらいと

Table 2.　宝川，初沢1・2号沢の表層第1層の総孔隙量
Total pore space of shallow soil layer in No. 1 and No. 2 watersheds, SHOZAWA, TAKARAGAWA experimental watershed.

	弾性波速度 Seismic velocity v (km/sec)	土壌体積 Volume of soil (1) (m³)	絶乾密度 Dry density ρ_s (g/cm³)	孔隙率 Pore space rate P (2) $1-\rho_s/\rho_0(\rho_0=2.5)$	総孔隙量 Total pore space (1)×(2) (m³)
1号沢 No. 1 watershed	0.30	108,108	0.58	0.77	83,243
	0.49	25,291	0.64	0.74	18,715
	1.45	4,875	0.80	0.68	3,315
		138,274			105,273
	単位面積あたり At a unit area	105,273/64,800*≒1.62=1,620 mm			
2号沢 No. 2 watershed	0.23	22,649	0.55	0.78	17,666
	0.71	2,733	0.69	0.72	1,968
					19,634
	単位面積あたり At a unit area	19,634/44,200*≒0.44=440 mm			

注）＊実面積

みてよい。本調査では ρ_0 の値として 2.5 g/cm³ を使用した。

7）流域保水容量の推定

前項の v と ρ_s の関係を用いて，Table 1 の土壌体積から，表層第1層の総孔隙量を計算すると Table 2 のようになった。総孔隙量を水高に換算して保水容量を算出すると，1号沢は 1,620 mm，2号沢は 440 mm となった。この値は表層第1層が絶乾状態のときに含みうる最大水高値を示すものである。普通の林地では，すでに湿潤状態にあり，新たに含みうる水量は土壌により，また前期間の降雨量などによって異なるが，降雨後数日たった土壌の pF 価を2前後[5]とすれば，新たに含みうる水量は保水容量の 10～30% 前後となる。また，筆者らの採取土壌の含水率 45% 以上の土壌についての測定によると，この値は 12.7～42.4%，平均 29.8% となった。したがって，この平均値を使用すると，1号沢で 480 mm，2号沢では 130 mm 程度が新たに含みうる量である。いずれにしても，1号沢，2号沢の保水容量の比較では，2号沢は1号沢の 1/4 程度と推定できた。

8）推定保水容量と一時保留雨量

前項において，両沢の保水容量が推定されたが，この値の差を吟味すると同時に，実際の流域における保水容量と，弾性波探査法で推定された総孔隙量をもとにした，推定保水容量とのちがいを吟味するために，両沢の増水時最大一時保留雨量を検討した。

両沢の出口では量水観測が継続されているので，1961～'71 年の資料を用いて増水時における毎時積算雨量から毎時積算流出量（基底流出量を含む）を引いた残りを，一時保留雨量として，その最大値を各一連続降雨ごとに最大一時保留雨量 S として算出した。この値と最大一時保留雨量が出現した時点までの積算雨量を R として，両沢を比較したのが Fig. 8 である。この期間内の最大積算雨量は1号沢では 137 mm，2号沢は 114 mm であり，いずれも前項でのべた 480，130 mm に達する雨量はなかったので，両沢の保水容量を比較吟味することができなかった。R が前項で計算された新たに含みうる保水量 480 mm，130 mm に近づくにしたがって $S=R$ 直線よりしだいに離れていき，R が上記の値をこえれば一時保留雨量の定常値（最大値）があらわれるものと考えられる。
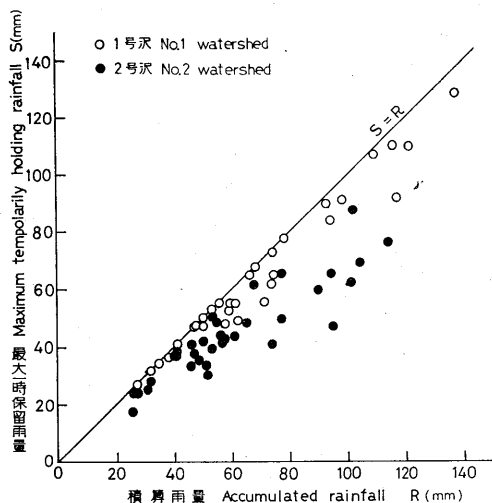
Fig. 8　宝川，初沢1・2号沢流域の最大一時保留雨量と積算雨量との関係（杉山による）
Relation between maximum tempolarily holding rainfall in watershed soil layer and accumulated rainfall for No. 1 and No. 2 watersheds, SHOZAWA, TAKARAGAWA experimental watershed. (by SUGIYAMA)

また，図からわかるように，2号沢の点が $S=R$ 直線よりかなり低い値にちらばっているのが認められるので，2号沢のほうが明らかに保水量が小さいことがわかる。点のチラバリは増水開始前の基底流量の差で，この値が小さいと流域は乾燥しており，R が同じでも S が大きくなる。

9）特異な走時曲線の一例

Fig. 9 に本調査で得られた走時曲線の一例を示す。この図のように，第2層からの屈折波の走時が2段あるいは3段以上になって得られるものが意外に多い。この原因について考えられることは，本測定器のように計測時間をデジタルランプ表示する場合，ゲイン（感度）の設定いかんによっては，波動の第1波を適確にとらえることができなくて，第2波以後の波をとらえることがある。Fig. 10 に示すように，ハンマーで起震された波動の第1波が必ずしも振幅が大きくなくて，ゲインの設定が悪く，とらえることができずに第

Fig. 9　走時曲線の一例
A example of seismic time-distance curve.
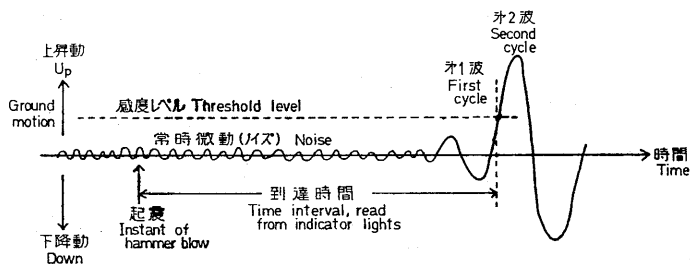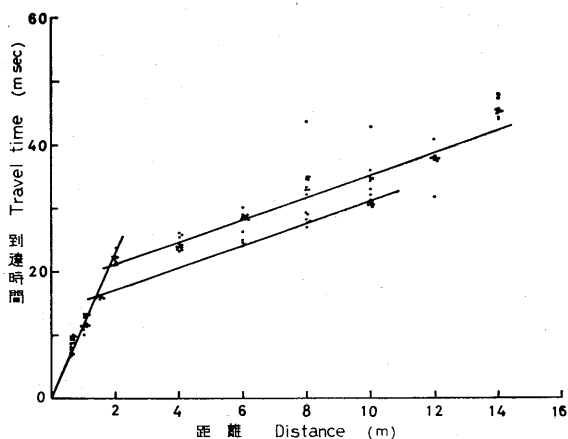
Fig. 10　弾性波動の模式図（文献 4）による）
Schematic figure of seismic wave.
(by reference No. 4)

2 波以後の振幅の大きい波動をとらえて計測したことになる[4]。Fig. 9 にみられるように，同一測点でも，ある場合には第 1 波を，ある場合には第 2 波をとらえている場合がある。このように本測定器では，第 1 波を見落とす危険があり，その場合には第 1 層の土層深を誤る恐れがあることに注意しなければならない。

5. あ と が き

簡易弾性波探査器による流域保水容量の推定法の手順について述べたが，走時曲線の解析から地表下の構造を検討するには熟練を要し，困難な作業の一つであった。また，流域土壌体積の推定では，測線密度を大きくすれば精度を上げることはできるが，その実証はなかなか困難であり，それより推定された保水容量についても実証はむずかしい。

流量観測資料から保水容量の実証の一方法として，一時保留雨量について検討してみると，両沢の間に一時保留雨量の差が明らかにみとめられ，推定保水容量のちがいと符合する結果が得られたが，これについては今後，さらに検討を重ねることにする。

また，従来，保水容量（最大容水量）の測定には，土壌断面を作り，採取円筒による採土によって測定されてきたが，これが点の測定であるのに比較して，この報告の方法ではある程度の広域的，面的な調査ができ，深さも 4～7 m 程度の範囲内の測定ができる。しかも土壌をあまり攪乱せず，同一場所での再測定ができる。しかし，前述したように林地における走時曲線は複雑であり，その解析には相当の労力を費すことも考慮すべきであろう。

いずれにしても，比較的浅い土層中で生起する水の動きは，とくに降雨中あるいは降雨直後の流出に重要な関係をもつと考えれば，この方法によって推定された保水容量は，その重要な示標の一つになり得るのではないかと思われる。

引 用 文 献

1) Burroughs, E. R. Jr. *et al.*: Geophysical exploration in watershed studies. Jour. of Soil and Water Conser., **20**, 1, 3～7, (1965)
2) 萩原尊礼：物理探鉱法，p. 5，朝倉書店，(1951)
3) 福田光正：林道機械施工の地質区分に関する研究(1)，林試研報，211，71～131，(1968)
4) Geophysical Specialties Division: Engineering Seismograph MD Models. Instruction Manual, 1～80, (1964)
5) 真下育久：森林土壌の理学的性質とスギ・ヒノキの成長に関する研究，林野土壌調査報告，11，182 pp.，(1960)
6) 中野秀章ら：山地流域における水収支機構に関する研究，河川流域における水収支機構に関する総合研究報告書，40～48，科学技術庁研究調整局，(1968)
7) 佐竹昭弘ら：地盤調査に用いられる物理探査装置，物理探鉱，**23**，250～260，(1970)
8) 柴田　徹ら：砂質土の弾性波速度に関する研究，京大防災研年報，13 B，p. 593，(1970)
9) ————：同上，p. 600，(1970)
10) 測機舎：サイズモカウンター取扱説明書，(1968)
11) 渡辺　貫ら：地質工学，試験法及び計算法，古今書院，p. 205，(1942)
12) 山田剛二ら：簡易弾性波による切取のり面診断について，新砂防，74，1～8，(1969)

Estimating Method of Maximum Water-Holding Capacity in Shallow Soil in a Watershed by Portable Seismic Prospecting Equipment

Akio KIKUYA[1], Yukio MASHIMA[2] and Shigeaki HATTORI[3]

Summary

One of the important factors affecting the runoff during rainfall and immediately after rainfall is the water-holding capacity in shallow soil layer in a forested watershed. This being so, quantitative measuring method of the factor is demanded.

A trial of estimating method of soil depth and total pore space in shallow soil layer was conducted with measuring seismic velocity by means of portable seismic prospecting equipment.

The relation between dry density (ρ_s : g/cm^3) and seismic velocity (v : m/sec) of soil was found approximately as follows (Fig. 7) :

$$\rho_s = 0.179\, v^{0.206}$$

The formula was adopted in the case of soil water content by more than 45% in volume per cent.

The total pore space in shallow soil layer in a watershed was calculated applying the ρ_s and total soil volume, and, after that, possibility of estimating method of average maximum water-holding capacity in shallow soil layer in a watershed was indicated (Table 2).

Received August 13, 1974

(1) (2) (3) Forest Influences Division